

# 世界最大級の海底火山の衝突 — 秋吉石灰岩の新たな理解

## Collisional process of largest seamount

### – new understanding of Akiyoshi Limestone

脇田浩二

Koji Wakita

山口大学地域未来創生センター

Yamaguchi University Community Future Center

#### 要旨

山口県中部の秋吉石灰岩においては、小澤(1923)が提案した層序の逆転について、決定的な形成モデルが提案されていない。本報告では、最近得られた知見に基づいて、形成モデル構築のための制限条件を検討する。それは、超巨大海山の衝突と生物礁の付加であり、逆転構造の広がりについての新たな地質情報である。また、海溝充填堆積物とされた常森層の形成場についての知見も重要である。これまで、確かな形成モデルが提案されなかったのは、現在の地球上に、秋吉石灰岩の逆転モデルに相当する地質イベントが存在しなかったことが関係している。斉一説に基づいた解釈が困難であったためである。今後は、新たな制約条件の下、新たな形成モデルの構築を図る必要がある。

#### 1. はじめに

山口県の中央部の秋吉石灰岩は、秋吉帯のペルム紀付加体の一部であり、古くから地層が逆転していることが知られていた(小澤, 1923)。しかし、その逆転構造がどのように形成されたのかについては、様々な見解が提出されたが、まだ明確な形成モデルは提案されていない。この論文では、これまで提案されてきたモデルを検証し、新たなモデル構築のための制限条件となる新しい知見について紹介する。

#### 2. 秋吉石灰岩を含むペルム紀付加体の地質概要

山口県の中央部には、秋吉台のカルスト台地が広がっている。カルスト台地は主に石灰岩で構成され、雨水による溶脱と脱ガスによる沈殿によって地下には400を超える鍾乳洞が発達している。この石灰岩は、石炭紀からペルム紀の化石を多産し、秋吉石灰岩と呼ばれている(Kanmera et al, 1990; 藤川ほか, 2019)。秋吉石灰岩は、単独で形成されたわけではなく、周囲に存在する砂岩や泥岩、チャート、玄武岩などと一緒に形成された「ペルム紀付加体」の一部である。このペルム紀付加体を構成する地質帯を、秋吉帯と呼ぶ(Kanmera et al., 1990)。秋吉帯のペルム紀付加体は、西は九州北部、東は新潟県西部まで、広く分布している。

秋吉帯の付加体は、玄武岩、石灰岩、チャート、酸性凝灰岩、砂岩及び泥岩からなる(図1)。これらの岩石は、付加体の基本的構成要素で、海洋プレート層序と呼ばれている(Wakita and Melcalfe, 2005)この付加体は、今から約2億6000-7000万年前に存在した海溝において、海洋プレートで運ばれてきた岩石(チャート・石灰岩・玄武岩)と海溝で堆積した地層(砂岩・泥岩)が出合い、それらがセットとして、プレート境界断層(デコルマ)で切り取られ、陸側に付加されたことで形成された。石灰岩は、玄武岩からなる海底火山の上に形成された生物礁を起源とする岩石で、玄武岩は本体がマントルに

消えた海底火山の最上部の破片に相当する。チャートは海底火山の周辺の海底で堆積したプランクトン(放射虫)の遺骸が海底で堆積した珪質軟泥が固化したものである。砂岩や泥岩は、陸地から運ばれた土砂が一旦浅い海に堆積したのち、台風や地震によって次第に深い海に運ばれ、最終的に海溝内部に堆積したタービダイトである。

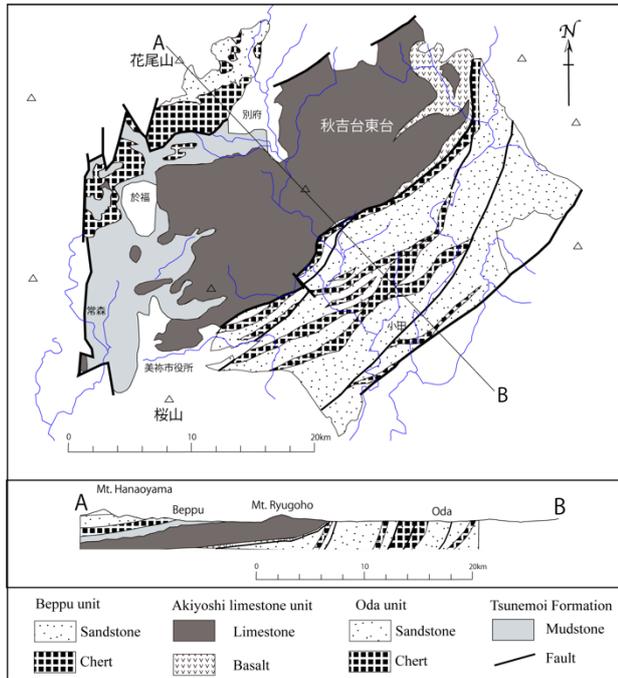


図 1 秋吉石灰岩周辺の地質図 (西村ほか, 2012 に基づいて一部改変)

### 3. 地層の逆転に関する研究史

この秋吉石灰岩の地質学的研究は、小澤儀明氏が東京大学の学生の頃に実施した、紡錘虫化石を用いた詳細な生層序の研究に始まる。そして、小澤儀明氏は、秋吉石灰岩が堆積時に形成された上下関係が逆転した状態で、現在の場所に定置したことを明らかにした(小澤, 1923)。この研究は、日本の地質学に衝撃を与え、「秋吉造山運動」(Kobayashi, 1941)という激しい地殻変動が想定され、研究者の間で長い間議論されてきた(図2; 藤川ほか, 2019)。また、太田ほか(1973)は、美祢市帰り水付近で科学ボーリング掘削を行い、この逆転構造の存在を地中で実際に確認することに成功した。

1960年代後半には、プレートテクトニクスという新しいパラダイムが登場し、地球上の地殻変動の多くは、地球を覆う10数枚のプレートの運動によって

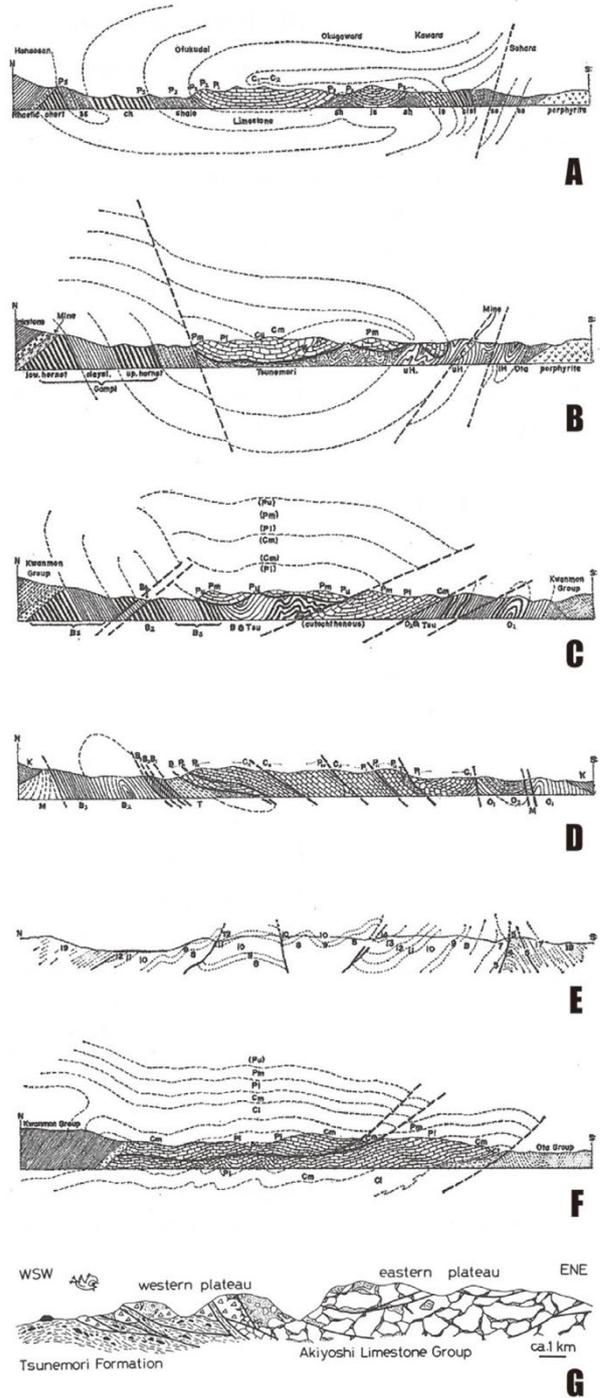


図2 秋吉石灰岩の逆転構造研究史 (藤川ほか, 2019) A: 小澤(1923), B: Kobayashi (1941), Toriyama (1954), D: 村田(1961), E: 長谷川(1958), F: 太田ほか(1973)及びOhta(1977), G: Sano and Kanmera(1991)

理解されるようになってきた。秋吉石灰岩は、Sano and Kanmera (1998)によって、遠く離れた大洋下の海底で噴出した火山の上に形成された生物礁が起源であることが明らかにされ、それがプレート運動により、当時の日本周辺に到達したことが示された。また小澤儀明氏が示した秋吉石灰岩の逆転構造は、Sano and Kanmera (1991)などにより、海溝に堆積した地層中に、海底火山の山頂に存在した生物礁の破片が海溝に崩落した際に、若い岩片が先に、古い岩片が後で堆積したため、見かけ上年代の逆転形成が発生したと解釈された。

#### 4. 付加 vs 構造浸食

海洋地質学の進展により、Sano and Kanmera (1991)が想定した付加型収束境界では、海底火山の崩壊は発生しないことが判明している。生物礁を載せた海底火山の崩壊は日本海溝のように構造浸食が発生する収束境界に発するが、南海トラフのように付加体が存在する収束境界では、柔らかい付加体堆積物に海底火山が突入するので、海底火山の崩壊は起こらずに、未変形のまま付加体内部に突入する(例えば Yamazaki and Okamura, 1989)。海底火山の崩壊は主に構造浸食が発生する収束境界で発生し、付加体が形成される収束境界では起こらない可能性が高い。つまり、Sano and Kanmera (1991)が提案した海溝での石灰岩崩壊過程は、付加体の形成場では一般的には発生しない。

地球上にある現在のプレート収束境界は、そのほとんどが日本海溝のような構造浸食型の収束境界である。付加体を形成している付加型の収束境界は、日本の南海トラフや中米のバルバドス周辺などごく限られている。それは、現在の地球の状態が、付加体を作るのに不向きな環境にあるからかもしれない。秋吉帯の付加体が形成された時期の環境を再現することが今後の課題である。

日本列島を構成する主な付加体には、ペルム紀付加体、ジュラ紀付加体、白亜紀付加体がある。この情報とは独立に、日本列島の後期古生代から中生代の砂岩中に含まれる碎屑性ジルコンの数を年代別に集計すると、ペルム紀とジュラ紀、白亜紀-古第三紀

に集中する(図3; Wakita et al., 2021)。ジルコンは、マグマが冷却する過程で晶出する鉱物なので、ジルコンが多いということは、その場所で、その時代に、マグマ活動、火山活動が非常に活発であったことを示している。碎屑性ジルコンの年代の集中と、付加体の形成時期が一致することは、海溝に土砂を供給する陸地(後背地)で激しいマグマ活動があり、非常に沢山の土砂を海溝に供給することで、付加体が形成されたことになる(Wakita et al., 2021)。つまり、秋吉台周辺において、付加体が形成され、秋吉石灰岩が現在まで保存されていることは、ペルム紀における激しい火山活動によるものである。しかしながら、その火山活動の証拠は、現在の日本ではわずかな花崗岩類と砂岩中の碎屑性ジルコンのみに存在している。

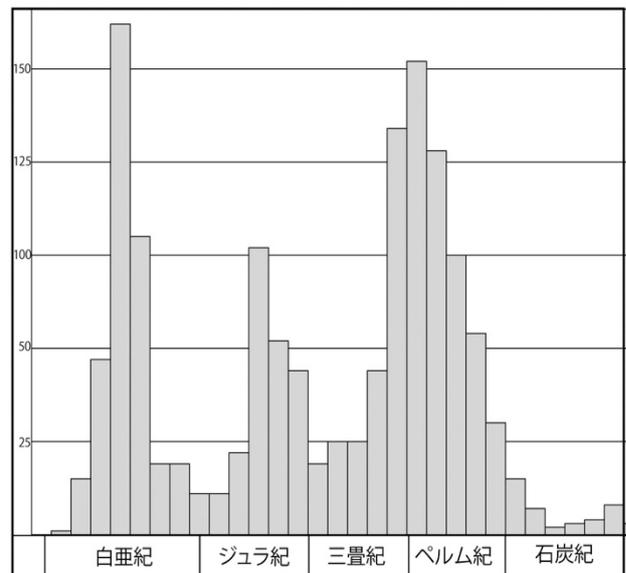


図3 国内の中生代以前の碎屑性ジルコンのU-Pb年代のコンパイル。ジルコンの個数(縦軸)の多い時期と、付加体形成の時期が一致している。(Wakita et al., 2021)

#### 5. 石灰岩崩壊の場所

Sano and Kanmera (1991)によって、生物礁が崩壊し、石灰岩が含まれるようになった地層は、常森層(藤井・三上, 1970)である。

常森層は、砂岩泥岩互層を主体とし、含礫泥岩層や石灰岩岩塊を挟在している(図4)。泥岩層には、

後期ペルム紀の腕足類化石(田沢ほか, 2009)や中-後期ペルム紀の放射虫化石(Wakita et al., 2018)などが報告されている。また酸性凝灰岩層に含まれ

る碎屑性ジルコンの U-Pb 年代は、中期ペルム紀 (upper Wordian) である (Dovydiv and Schmitz, 2019)。



図4 泥岩優勢層中に挟在する石灰岩岩塊(左側)美祢市西洪倉

Wakita et al. (2018)やWakita (2019)は、Sano and Kanmera (1991)が海溝の堆積物としたものが、付加体を覆う前弧海盆堆積物ないし海溝斜面堆積物であるとした。その主な理由は、以下の通りである。

① 海洋プレート層序の欠如

常森層は主に砂岩泥岩互層からなり、一部に含礫泥岩や石灰岩岩塊を伴う。しかし、赤色泥岩などの半遠洋性堆積物を伴わず、チャートのような遠洋性堆積物も含まない。海洋プレート層序を構成するこれらの堆積物は、大田ユニットや別府ユニットには含まれているが、常森層には含まれていない。

② 堆積物の変形の弱さ

海溝で海洋プレート上に堆積した地層は、プレート境界断層であるデコルマによって削り摂られ、陸側のプレートに付加される。付加された地層は、その後次々と付加される地層に押し上げられて次第に上昇する。その過程で、プレート間の圧縮に伴う断層運動などにより著しく変形する。特に泥岩層は、破断変形によって構造型メランジュへと移行する。しかしながら、常森層の含礫泥岩は、構造型メランジュの特徴である剥離性をほとんど伴っていない。したが

って、Wakita(2019)は常森層の含礫泥岩を堆積性メランジュと認定した。堆積性メランジュとは、堆積物の運搬過程で形成された礫と基質で構成される堆積体である(Festa et al., 2010)。

③ 腕足類化石など浅海を示す化石の存在:

田沢ほか(2009)が示したように、常森層の泥岩層には、腕足類の化石を含んでいる。後期ペルム紀の腕足類化石を含むことから、石灰岩から溶脱した二次化石ではなく、泥岩中に生息していた生物の化石である可能性がある。また、たとえば、二次化石だとしても、腕足類化石の年代は、周囲の付加体の付加年代とほとんど変わらないため、常森層に取り込まれる時期と生育時期に大きな差がなかったと判断される。

④ 石灰岩岩塊と石灰岩砂岩の存在

常森層には、大きな石灰岩岩塊が含まれる場合があり、そのことがSano and Kanmera (1991)が示した海溝での石灰岩崩壊説の根拠となっている。しかし、これらの石灰岩礫の周囲の泥岩には剥離性など破断変形がない。それは、堆積物の変形の弱さで述べた通りである。また、Sano and Kanmera (1991)が根拠とした礫化した石灰岩の大半は、礫も基質も石灰岩である場合が大

半であり、泥岩基質を伴っているケースは少ない。このことは、石灰岩の礫化が節理を伴ったその場での破断が主体であることを示している。また、石灰岩粒子のみからなる石灰岩砂岩の存在も、急崖を伴った海底火山からの崩壊よりも、むしろ海上での崩壊・浸食そして、比較的浅い海での堆積を想起させる。

以上のことから、秋吉石灰岩は、付加体内部の底付け付加を経て、付加体の成長とともに、順序外衝上断層(out-of-sequence thrust)沿って上昇し、外縁隆起帯(Noda, 2016)に露出したと考えられる。石灰岩は外縁隆起帯において、海面上に顔を出し、節理を伴う岩塊化が進行し、そこから前弧海盆や海溝陸側斜面上の堆積盆に石灰岩礫を供給したと考えられる(Wakita et al., 2018; Wakita, 2019, Davydov and Schmitz, 2019)。

## 6. 超巨大海底火山の衝突

Sano and Kanmera (1991)が提唱した石灰岩崩壊による石灰岩層序の逆転構造形成が否定されると、新たな形成モデルが必要となる。新たな形成モデルの構築には、逆転構造が形成される前後の地質構造モデルが必要になる。その地質構造モデルの基礎となるのは、石灰岩が持つ地層の厚さと年代層序である。

秋吉石灰岩には、後期古生代に生息していた紡錘虫(フズリナ)化石が多産する。紡錘虫化石は進化が非常に早いので、形態によって化石を含む地層が出来た年代を詳細に決定することができる。小澤(1923)以降の多くの古生物学者・地質学者の努力により、秋吉石灰岩は、前期石炭紀から中期ペルム紀の約8000万年間の記録をもっていることが分かっている。そして、その約8000万年の間に形成された石灰岩の厚さは、約1000mとされる(藤川ほか, 2019)。

この石灰岩の地層の厚さと地質年代の情報は、とても重要な意味を持っている。秋吉石灰岩は、前期石炭紀(今から約3億5000万年前に、噴火を終えた海底火山の山頂部に、生物礁として形成された。海

底火山は、パンサラッサ海と呼ばれる巨大な海(おそらく太平洋よりも広がったと推定される)の中央部で噴火した。この海底火山は、年間数cmから10数cmあるいはそれ以上の速度で移動する海洋プレートの上で噴火したため、噴火中も、噴火後も、海洋プレートとともに、移動つづけたはずである。海洋プレートは、海嶺で生まれたあと、移動をつづけ、海溝で沈み込み、地球内部に戻っていく。

海嶺で生まれたときは、暖かく、厚さも薄い海洋プレートであるが、時間の経過とともに、冷却され、プレート下部のマントルから物質が追加され、次第に冷たく、厚く、重いプレートとなっていく(図5)。

それと同時にプレートはその重みで沈み、プレートの上面、つまり海底はどんどん深くなっていく。その変化の様子は、Stein and Stein (1992)がグラフで示している(図6)。このグラフに、地層の厚さと地質年代を当てはめると、秋吉石灰岩は、約3億8000万年前に海嶺で形成された海洋プレートが約3000万年移動したのち、海洋プレートを貫いて噴火し活動を停止した海底火山の上で生物礁として形成されはじめ、海底が冷えて沈むスピードよりも速い成長速度で、頂部を常に海面すれすれに保ち、約8000万年間生物礁の成長を維持し続けたことが分かる。

このモデルによると、海底火山が噴出した当時の海底の深さは、約4500mでその後海底は約1000m沈降し、海溝に近づいたときの海底の深さは約5500mであったと推定される。生物礁は、海溝到着直前まで成長を続けていたことが含まれる化石年代から推定されるので、海底火山と生物礁を合わせた高さ約5500mの巨大な山が海溝に突入し、当時の日本に衝突したことになる。しかも、プレート内部で噴出する火山の溶岩は、粘性の低い玄武岩であり、山の形は非常になだらかな平たい火山であったと考えられる。

現在のハワイ周辺の海底の深さは、約5000mであり、世界最大の火山といわれるマウナロアは、標高が4000mを超えるので、全体の大きさは、秋吉石灰岩の生物礁を載せていた海底火山は、マウナロア火山より低い、将来浸食されること、サンゴ礁の位

置等を考慮すると、秋吉石灰岩の起源となる生物礁を載せていた海底火山は、体積が富士山の50倍近い、マウナロア火山並の超巨大火山であったと推定される。

このような超巨大海底火山が厚さ約1000mの生物礁を載せていた海底火山が海溝で沈み込む状況は、現在の地球上には存在せず、またそのような構造モデルで、石灰岩の付加を説明した研究例もない。そこで、今回新たに、巨大海底火山の沈み込みとそれに伴う石灰岩の切断と付加の可能性を検討してみ

た(Wakita and Obara, 2022)。秋吉石灰岩の元となる石灰礁を載せた海底火山は、裾野が広大な範囲に広がり、海底からの高さも5500m以上と推定される。このような巨大な海底火山(図7)が海溝に侵入すると、既存の付加体は海底火山の裾野にそって持ち上げられる。そして、既存の付加体と海底火山の裾野の間にプレート境界断層が発達し、その断層は頂部の石灰礁を削りとり、付加体内部に底付け付加する。そして付加したのちも、断層にそって更に持ち上げられ、複数の断層系の中で変形していく(図8)。

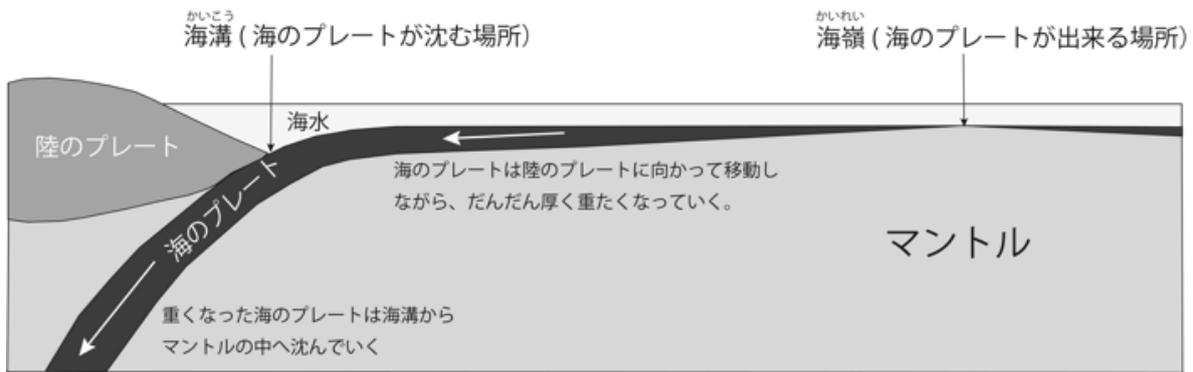


図5 プレートの移動に伴う厚さの変化

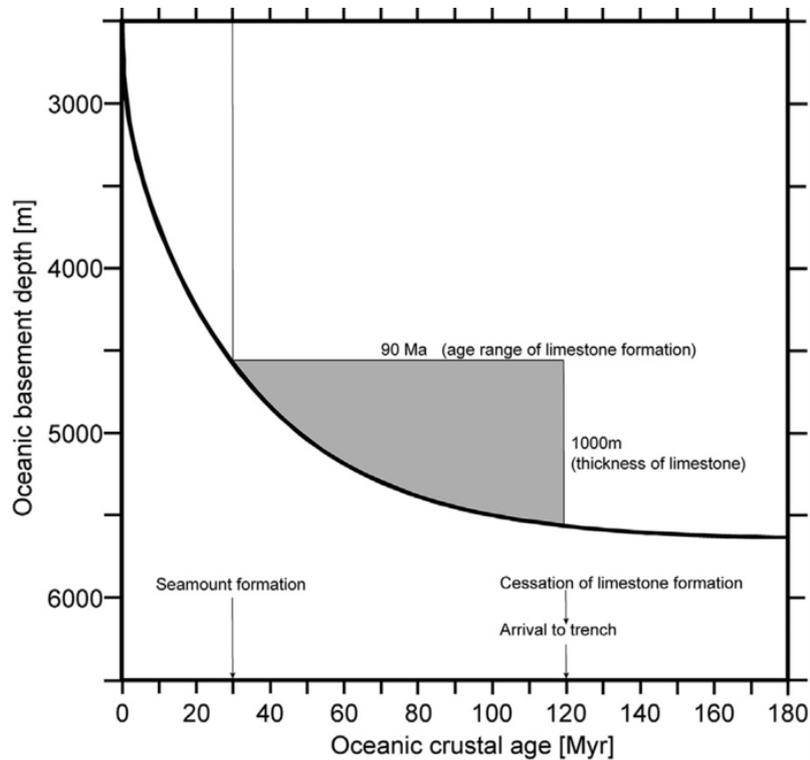


図6 Stein and Stein(1992)モデルに基づく秋吉石灰岩を載せた海洋プレートの水深の変化 (Wakita, 2019)

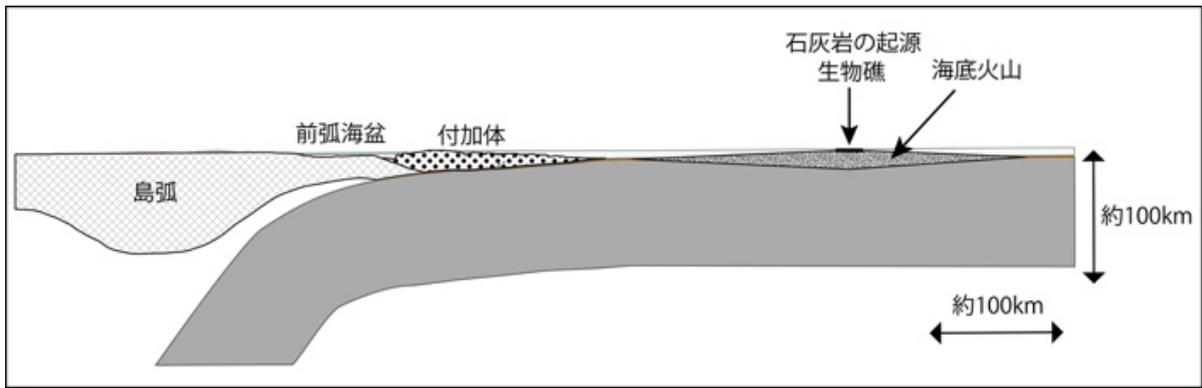


図7 超巨大海底火山の衝突と付加

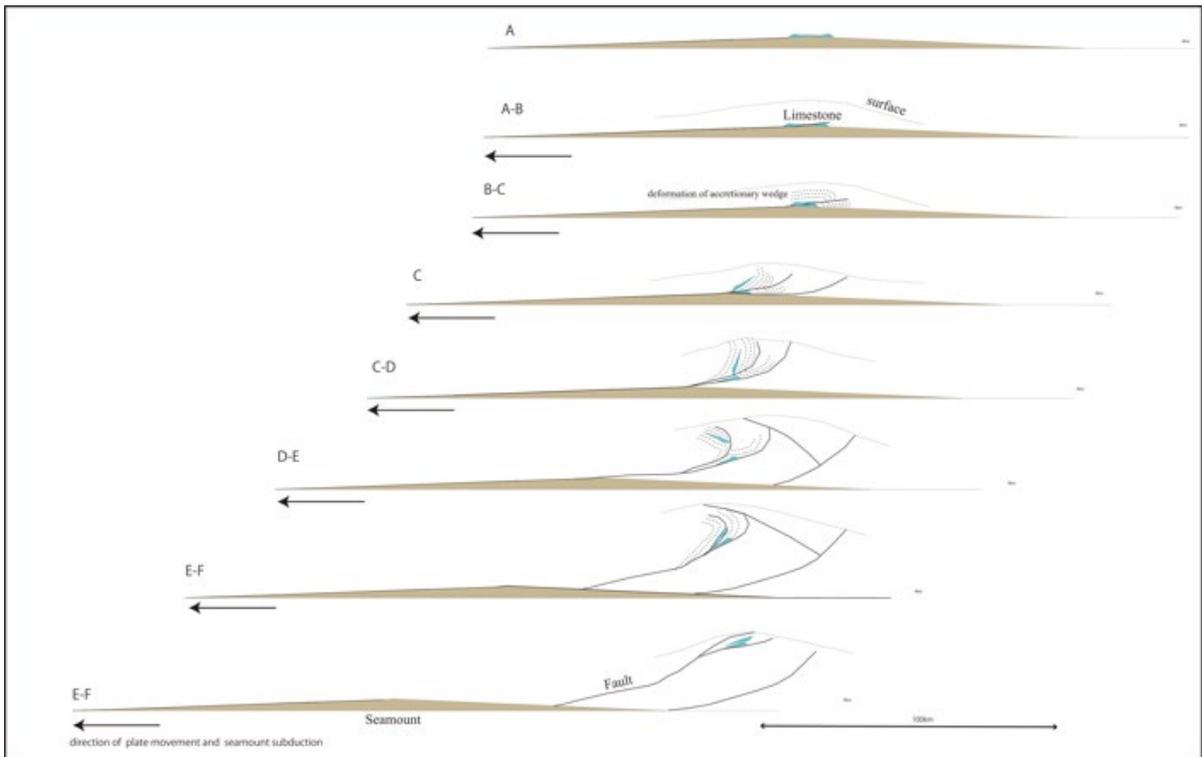


図8 付加体深部での海底火山岩体からの石灰岩の剥ぎ取り過程。プレート境界断層（デコルマ）が海底火山の緩やかな斜面に沿って上昇し、最上部に飛び出した生物礁を切り取り、さらに付加体内部での変形を進行させる。

このプレート境界断層と、そこから派生する分岐断層などによって、付加体の内部構造は次第に複雑になってゆき、石灰岩を含む付加体構成岩類の一部は上下逆転した可能性がある。最終的には、石灰岩は、外縁隆起帯に到達し、前弧海盆や陸棚堆積盆に、石灰岩礫を供給したと考えられる(Wakita et al., 2018)さらに正確なモデル形成には、コンピュータシミュレーションや、砂箱モデル実験が必要となる。それについて、今後検討を進めて行く予定である。

### 7. 新たな制約条件の追加

秋吉石灰岩の逆転構造については、長い間石灰岩にのみ当てはまる地質構造だと考えられてきた。しかし、最近秋吉石灰岩の北側に分布する別府ユニット(脇田ほか, 2021)や、常森層(Davydov and Schimits, 2019)においても逆転構造が観察されている。このことは、海底火山の頂部に存在していた生物礁の切断・付加・逆転を形成するメカニズムを追求するだけでは、解決が付かないことを示している。今後は、付加体全体の地質構造を解釈するため

には、超巨大海底火山の衝突沈み込みに伴う、付加体全体の変形モデルを構築することが必要になる。

## 8. まとめ

秋吉石灰岩の逆転構造は、小澤(1923)以来ずっと議論されてきた最大の難問である。Sano and Kanmera (1991)のモデルは現実の収束境界の現象に照らして問題があり、Wakita (2019)などの指摘により、新たなモデルの構築が必要になった。これまで、確かな形成モデルが提案されなかったのは、現在の地球上に、秋吉石灰岩の逆転モデルに相当する地質イベントが存在しなかったことが関係している。斉一説に基づいた解釈が困難であったためである。今後は、新たな制約条件の下、新たな形成モデルの構築を図る必要がある。そのときに最も重要なのは、超巨大海底火山の衝突と沈み込みによって、既存の付加体はどのような変形を受けて、石灰岩とその周辺の付加体はどのような地質構造を取得することになるのか?といった課題を解明することである。今後、巨大海底火山の衝突による変形で形成される付加体の複雑な地質構造に適合するモデルの構築が求められている。

### 【引用・参考文献】

- Davydov VI and Schmitz, MD, 2019, High-precision radioisotopic ages for the lower Midian (upper Wordian) Stage of the Tethyan time scale, Shigeyasu Quarry, Yamaguchi Prefecture, Japan, 『Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology』, vol. 527, pp. 133-145
- Festa, A., Pini, A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, 「Melange and melange-forming processes: a historical overview and new concepts」, 『International Geological Review』, vol. 52, pp. 1040-1105.
- 長谷川美行, 1958, 「秋吉台の地質構造に関する一考察(予報)」, 『地球科学』, vol. 39, pp. 15-18.
- 藤井厚志・三上貴彦, 1970, 「常森層: その石灰岩との関係」, 『地質学雑誌』, vol. 76, pp. 545-557.
- 藤川将之・中澤 努・上野勝美, 2019, 「石炭-ペルム系秋吉石灰岩の堆積作用とカルスト化作用」, 『地質学雑誌』, vol. 125, pp. 609-631.
- Kanmera, K., Sano, H. and Isozaki, Y., 1990, 「Akiyoshi Terrane」, In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hada, S., and Yao, A., eds. 『Pre-Cretaceous Terranes of Japan』, Publ. IGCP Project no. 224, Nippon Insatsu Shuppan, Osaka, pp. 49-62.
- Kobayashi, T., 1941, 「Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands」, 『J. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Ser. 2』, vol. 5, pp. 219-578.
- 村田正文, 1961, 「秋吉台の地質構造」, 『東北大学理地質学古生物学教室研究邦文報告』, vol. 53, pp. 1-46.
- 西村祐二郎・今岡照喜・金折裕司・亀谷 敦, 2012, 「山口県地質図第3版(15万分の1)及び同説明書」, 『山口地学会』, 167p.
- Noda, A., 2016, 「Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics」, 『Geological Society of America Bulletin』, vol. 128, pp. 879-895.
- Ota, M., 1977, 「General geology of the Akiyoshi Limestone Group」, 『Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.』, vol. 12, pp. 1-33.
- 太田正道・鳥山隆三・杉村昭弘・配川武彦, 1973, 「秋吉石灰岩層群における逆転構造の再検討」, 『地学雑誌』, vol. 82, pp. 115-135.
- 小澤儀明, 1923, 「秋吉台石灰岩を含む上部秩父古生層の層位学的研究」, 『地質学雑誌』, vol. 30, pp. 227-243.
- Sano, H. and Kanmera, K., 1988, 「Paleogeographic reconstruction of accreted oceanic rocks, Akiyoshi, southwest Japan」, 『Geology』, vol. 16, pp. 600-603.
- Sano, H. and Kanmera, K., 1991, 「Collapse of ancient organic reef complex - What happened during collision of Akiyoshi reef complex? - Sequence of collisional collapse and generation of collapse products」, 『Journal of Geological

- Society of Japan』, vol. 97, pp. 631-644.
- Stein, C.A., Stein, S., 1992, 「A model for the global variation in oceanic depth and heatflow with lithospheric age」, 『Nature』, vol. 359, pp. 123-130.
- Toriyama, R., 1954, 「Geology of Akiyoshi, Part I. Study of the Akiyoshi Limestone Group」, 『Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol. 』, vol. 4, pp. 39-97.
- Wakita, K., 2019, 「Tectonic setting required for the preservation of sedimentary melange in Paleozoic and Mesozoic accretionary complexes of southwest Japan」, 『Gondwana Research』, vol. 74, pp. 90-100.
- Wakita, K. and Metcalfe, I., 2005, 「Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia」, 『Journal of Asian Earth Sciences』, vol. 24, pp. 679-702.
- Wakita, K., Nakagawa, T., Sakata, M., Tanaka, N. and Oyama, N. 2021, 「Phanerozoic accretionary history of Japan and the western Pacific margin」 『Geological Magazine』, vol. 158, pp. 13-29.
- Wakita, K., and Obara, H., 2022, 「Geological History of Late Paleozoic Convergent Margin along the Proto-Japan Arc」, 『AGU Annual Meeting abstract』
- 脇田浩二・辻 智大・亀高正男, 2021, 「秋吉石灰岩周辺のペルム紀付加体の地質構造と付加モデル」 『日本地質学会第128年学術大会講演要旨』
- Wakita, K., Yoshida, R. and Fushimi, Y., 2018, 「Tectonic setting for Tsunemori Formation in the Permian accretionary complex of the Akiyoshi Belt, Southwest Japan」 『Heliyon』  
doi: 10.1016/j.heliyon.2018.e01084
- Yamazaki, T. and Okamura, Y., 1989, 「Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan」 『Tectonophysics』, vol. 160, pp. 207-217, pp. 221-229.